

## ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ГЕОТЕРМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

### ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ И ЕГО СВЯЗЬ С МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ

В. В. А В Е Р Ь Е В

(Институт вулканологии СО АН СССР)

Вопрос о соотношении между гидротермальной и магматической деятельностью продолжает оставаться в геологии одним из самых актуальных и дискуссионных. Он обсуждается как в ходе петрологических и минералогических исследований, так и при изучении генезиса термальных вод. Исторически и территориально гидротермальный процесс тесно сопряжен с явлениями магматизма. Однако многообразные конкретные формы и сущность этой связи до конца не выяснены и трактуются по-разному.

В областях современного вулканизма наиболее типичной является ассоциация гидротермального процесса с явлениями «кислого вулканизма». Исключение представляет лишь Исландия, где базальтовый материал абсолютно преобладает. Что же касается таких классических объектов, как зона Таупо в Новой Зеландии, Йеллоустонский парк в США, Камчатка и многие другие, то самые мощные и высокотемпературные гидротермальные системы приурочены здесь к районам, где получили чрезвычайно широкое развитие пемзы, игнимбриты и спекшиеся туфы, а также экструзии дацитов и риолитов верхнечетвертичного возраста. С этих позиций соотношение между гидротермальной и магматической деятельностью можно рассматривать как сравнение масштабов и интенсивности тех и других процессов в пределах конкретных, обычно четко очерченных районов и в рамках ограниченного времени.

Гидротермальный процесс характеризуют следующие главные показатели: температура гидротермальных систем, их тепловая мощность, интенсивность питания систем теплом, продолжительность их существования и возможные темпы совершающихся в них изменений. Здесь целесообразно ограничиться рассмотрением только высокотемпературных систем (температура значительно выше 100°), поскольку основные черты процесса представлены в них наиболее ярко.

Температуры в гидротермальных системах. Сведения о температурах в современных гидротермальных системах были получены в последние десятилетия на основании данных глубокого бурения, которое проводилось в ряде стран для использования перегретых вод и пара в энергетических целях. В некоторых случаях температуры были вычислены при изучении поверхностных термопроявлений, когда были достаточно точно установлены соотношения между расходами кипящей

<sup>1</sup> Термином «перегретые» в геологической литературе последних лет характеризуют подземные воды, имеющие температуру выше 100°, но находящиеся в жидкой фазе вследствие высокого пластового давления.

воды и пара и тем самым рассчитано теплосодержание пароводяной смеси.

Максимальные температуры на геотермальных месторождениях приближаются к  $300^{\circ}$  на глубинах около 1000 м (Вайотапу, Новая Зеландия). В самой глубокой геотермальной скважине, пробуренной в 1962 г. близ Соленого озера в Калифорнии, на глубине 1680 м предполагается температура минимум  $270^{\circ}$  и, возможно, приближающаяся к  $370^{\circ}$  (White a, oth., 1963). Для большого числа геотермальных месторождений характерны температуры около  $250^{\circ}$ , приуроченные к глубинам в несколько сотен метров. Таковы Вайракей в Новой Зеландии, калифорнийские гейзеры в США, Лардерелло в Италии, многие термальные поля Исландии, наконец, Долина Гейзеров на Камчатке. На таких месторождениях, как Паужетка и Больше-Банное на Камчатке, Обама в Японии, И на многих других зафиксированы температуры  $130\text{--}200^{\circ}$ .

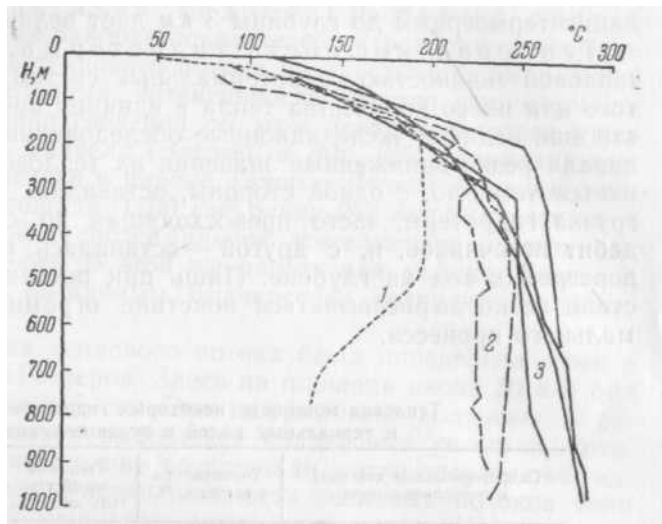


Рис. 1. Температуры в некоторых гидротермальных системах вулканических областей.

1 — Паужетка (Камчатка); 2 — Вайракей (Новая Зеландия); 3 — Вайотапу (Новая Зеландия)

Наращение температур в верхней зоне месторождений происходит очень быстро и зависит от глубины залегания обводненного комплекса пород и его температуры. На некоторых месторождениях, где обводненный комплекс находится близко к поверхности, значения температур, близкие к максимальным, наблюдаются уже на глубинах  $150\text{--}300$  м (рис. 1). В обводненных комплексах повышение температур с глубиной происходит крайне медленно. В большинстве случаев его вообще не удастся обнаружить на протяжении многих сотен метров (термограммы 1 и 2 на рис. 1). Это особенно свойственно очагам разгрузки гидротерм, где тепловое поле является «наведенным» благодаря приближению к поверхности потока перегретых вод. Неуклонное, хотя и медленное повышение температур в нижних зонах гидротермальных систем удастся обнаружить на очень немногих объектах. К ним, в частности, относится самое высокотемпературное из известных месторождений — Вайотапу (термограмма 3 на рис. 1).

В свете этих данных необходимо рассмотреть вопрос о температуре в основании гидротермальных систем. Понятие о «температуре основания», или «базовой температуре», ввел в 1961 г. Бодварссон (Bodvarsson, 1961). Этим термином обозначается температура на таких глубинах, до которых в пределах гидротермальных систем происходит более или менее активная циркуляция подземных вод. Эта глубина обусловлена особенностями геологического строения района, в частности — проницаемостью пород. Используя материалы изучения сейсмических разрезов, Бодварссон показал, что активная циркуляция подземных вод в вулканической зоне Исландии ограничивается глубинами в  $1,5\text{--}$

2,0 км, которым, по его материалам, соответствуют температуры 200—250°, т. е. практически такие же, как и на более высоких уровнях гидротермальных систем. Этот вывод хорошо согласуется со всеми приведенными выше данными. Нет никаких оснований полагать, что в основании гидротермальных систем должны господствовать очень высокие температуры, приближающиеся, например, к температуре магмы. Даже на таком высокотемпературном объекте, как Вайотапу, экстраполяция термограмм до глубины 3 км дает величину не более 400°.

Тепловая мощность гидротермальных систем. Под тепловой мощностью гидротермальных систем понимается вынос ими того или иного количества тепла в единицу времени. Следует отметить, что еще недавно экспедиционные обследования термальных источников давали резко заниженные значения их тепловой мощности. Это объясняется тем, что, с одной стороны, оставалась неучтенной скрытая разгрузка гидротерм, часто превосходящая по своей величине видимый дебит источников, и, с другой — оставалась неизвестной температура перегретых ЕОД на глубине. Лишь при постановке специальных работ стали четко вырисовываться поистине огромные масштабы гидротермального процесса.

Таблица

Тепловая мощность некоторых гидротермальных систем  
и термальных полей в вулканических областях

Гидротермальные системы и термальные поля	Температура в системе, °С	Тепловая мощность, тыс. ккал/сек	Плотность теплового потока, питающего систему, ккал/км <sup>2</sup> ·сек
Исландия			
Торфаёкул <sup>1</sup> . . . . .	230	500	
Новая Зеландия			
Вайотапу <sup>2</sup> . . . . .	До 300	130	
Вайракей <sup>2</sup> (до бурения)	245	100	1200 для площади 125 км <sup>2</sup> и 240 для пло- щади 1100 км <sup>2</sup>
Камчатка			
Долина Гейзеров <sup>3</sup> с вул- каном Узон . . . . .	Около 250	90	2000-2500 для площа- ди 50 км <sup>2</sup>
Паужетка с Камбальным хребтом <sup>3</sup> . . . . .	До 205	20	1300 для площади 15 км <sup>2</sup>
Камчатка и Курильские острова			
Мутновский <sup>4</sup> . . . . .	До 600	60	
Авачинский <sup>5</sup> . . . . .	До 600	20	
Эбеко <sup>6</sup> . . . . .	До 140	24	

<sup>1</sup> Данные Бодварссона. <sup>2</sup> Данные Фишера. <sup>3</sup> Данные автора. <sup>4</sup> Данные Б. Г. Поляка.

<sup>5</sup> Данные Г. С. Штейнберга. <sup>6</sup> Данные А. С. Нехорошева.

Сведения о тепловой мощности некоторых гидротермальных систем приведены в таблице. Наибольшую из известных сейчас мощностей — 500 тыс. ккал/сек имеет термальное поле Торфаёкул в Исландии. К этой величине близка суммарная тепловая мощность источников Йеллоустонского парка. Для обширной группы гидротермальных систем, в которую входят Вайракей и Вайотапу в Новой Зеландии и Долина Гейзеров на Камчатке, характерна тепловая мощность около 100 тыс. ккал/сек. Наконец, известна также группа относительно «маломощных» систем, где вынос тепла измеряется первыми десятками тысяч килокалорий в секунду.

Для сравнения в таблице указаны тепловые мощности фумарольных полей на наиболее активных в этом отношении вулканов Камчатки и Курильских островов. Приведенные данные позволяют заключить, что гидротермальные системы, находящиеся в удалении от вулканических аппаратов, по масштабам выноса тепла несколько не уступают фумарольным полям вулканов и во многих случаях превосходят их по мощности.

Интенсивность питания гидротермальных систем теплом. Одним из самых важных показателей гидротермального процесса является плотность теплового потока на участках формирования гидротерм, или, иными словами, интенсивность питания гидротермальных систем теплом. Однако сведения об этом стали появляться лишь в самое последнее время. Банвелл (Banwell a. oth., 1957) приводит данные Грегга о тепловом потоке в районе Таупо в Новой Зеландии, где средняя величина на площади  $1130 \text{ км}^2$  равна  $243 \text{ ккал/км}^2 \cdot \text{сек}$ , а в районе наиболее активной гидротермальной деятельности, на площади  $125 \text{ км}^2$ , —  $1200 \text{ ккал/км}^2 \cdot \text{сек}$ . В этой же работе для района Хенгилла в Исландии указывается, по данным Бодварссона, величина теплового потока  $420 \text{ ккал/км}^2 \cdot \text{сек}$ .

Еще большая величина теплового потока была определена нами в 1962 г. в районе Долины Гейзеров. Здесь на площади около  $50 \text{ км}^2$  она достигает  $2000\text{—}2500 \text{ ккал/км}^2 \cdot \text{сек}$ . Эти цифры были получены в результате работ на специально выбранных балансовых участках, которые представляли собой небольшие по площади, четко очерченные гидрогеологические структуры. Расчет плотности тепловых потоков вели путем отнесения тепловой мощности, замеренной по всем термопроявлениям, к площади, на которой происходит инфильтрация и нагрев атмосферных вод.

Приведенные материалы безусловно свидетельствуют о том, что высокотемпературная гидротермальная деятельность приурочена к резко выраженным термоаномалиям в земной коре. Тепловой поток в рамках таких термоаномалий превышает средние показатели для Земли ( $12 \text{ ккал/км}^2 \cdot \text{сек}$ ) в десятки и даже сотни раз.

Относительно глубинного строения термоаномалий пока что нельзя сказать ничего определенного. В ряде случаев они находятся в пределах вулcano-тектонических депрессий, которые можно трактовать как огромные древние кальдеры, а иногда — как серию последовательно образовавшихся кальдер. Образование таких структур обусловлено выбросом в течение четвертичного периода огромного количества главным образом кислого пирокластического материала. Что же касается «поверхностного» строения термоаномалий, то они охватывают территорию с различными геолого-структурными условиями. В сфере их влияния оказываются массивы древних вулканов, молодые экструзии, а также участки с обычными, невулканическими структурами. При этом, как удалось установить в районе Долины Гейзеров, показатели для теплового потока на старых вулканических массивах практически не отличаются от средних показателей для всей аномалии. Следовательно, паровые струи и фумаролы на таких массивах можно расценивать не как явления, порожденные самим вулканическим аппаратом, а как следствие наложенного теплового процесса.

Вследствие разнородных геологических условий питание гидротермальных систем инфильтрационными водами происходит с различной интенсивностью. Именно это обстоятельство и приводит к возникновению гидротермальных систем с индивидуальными температурными показателями в условиях примерно равного питания их теплом. В пределах одной и той же термоаномалии могут быть встречены самые различные термопроявления: от теплых источников до паровых струй и гейзеров. Формирование высокотемпературных гидротерм, питающих

кипящие источники, гейзеры и паровые струи, приурочено по большей части к комплексам пород с низкими фильтрационными свойствами. Эти породы служат для холодных грунтовых вод относительными водонорами, не допускающими внедрения в систему мощных инфильтрационных потоков. В частности, в районе Долины Гейзеров высокотемпературные проявления связаны с туфогенно-осадочным комплексом, питание которого поверхностными водами колеблется от 2 до 8 л/км<sup>2</sup> • сек (по расчету). В таких условиях происходит формирование гидротерм с температурой 200—250°. В некоторых случаях вместилищем высокотемпературных гидротерм могут быть и хорошо проницаемые породы, если они перекрыты непроницаемыми отложениями и надежно изолированы ими от инфильтрационных вод. Примером такого рода пород может служить геотермальное месторождение Лардерелло, где гидротермы с температурой 240—250° находятся в сильнотрещиноватых, кавернозных известняках, перекрытых мощным глинистым чехлом.

Продолжительность существования гидротермальных систем. Следы гидротермальной деятельности в вулканических областях обнаруживаются на всем протяжении четвертичного периода. Время существования конкретных гидротермальных систем, естественно, много меньше. Так, Ф. Бойд (1963) указывает, что в Нижнем гейзерном бассейне Йеллоустонского парка отложения горячих источников фиксируются начиная с эпохи между двумя стадиями последнего оледенения. Это соответствует примерно 20 тыс. лет, в то время как во всем районе гидротермальная деятельность проявлялась начиная с плейстоцена. Сходные оценки приводит Банвелл для зоны Таупо в Новой Зеландии, где минимальный возраст горячих источников Вайракей оценивается в 10 тыс. лет. Горячие источники Исландии, согласно Т. Барту (Barth, 1950), существуют 10—15 тыс. лет. В Долине Гейзеров на Камчатке отложения древнего гейзерита были обнаружены на уровне второй речной террасы, совпадающей по времени с окончанием оледенения, т. е. имеющей возраст около 10 тыс. лет.

Примерно одинаковый возраст гидротермальных систем в различных вулканических областях земного шара вряд ли можно расценивать как случайное совпадение. Вероятнее всего, это объясняется тем, что с окончанием оледенения было связано оформление гидрогеологических систем в их современном виде, в период же самого оледенения гидротермальные системы, по-видимому, имели иные контуры, а сам процесс мог проявляться в других формах, поскольку условия инфильтрации атмосферных вод были исключительно затрудненными.

Продолжительность существования гидротермальных систем свидетельствует об относительно невысоком темпе совершающихся в них изменений. Это можно иллюстрировать следующим расчетом. Отложение упомянутого выше древнего гейзерита в Долине Гейзеров могло произойти только при том условии, если температура вод на глубине в то время была не ниже 100°. С другой стороны, она не могла превышать 370°, так как в этом случае существовали бы только выходы пара, близ которых гейзерит не отлагается. Поскольку температура гейзерных вод на глубине оценивается в настоящее время в 250°, то возможный ее спад или повышение за 10 тыс. лет не превышают 150°, т. е. составляют в среднем не более 1,5°, или 0,6% ее современного значения за столетие<sup>1</sup>. Таким образом, показатели, которые характеризуют гидротермальный процесс на современном этапе, не случайны. Они в значитель-

<sup>1</sup> Может показаться, что этому выводу противоречат данные об изменении режима многих гейзеров за сравнительно короткое время. Однако теперь установлено (данные В. М. Сугробова), что изменения в режиме гейзеров тесно связаны с местным положением динамического уровня термальных вод. Поэтому их относительное непостоянство никак не может отражать состояние гидротермальной системы в целом.

ной мере отвечают условиям стабилизации, и, опираясь на них, можно оперировать количественными выкладками для оценки процесса в целом.

В частности, по-видимому, допустимо, используя данные о минимальном возрасте гидротермальных систем (10 тыс. лет), рассчитать вынос ими тепла за это время, ориентируясь на современные значения их тепловой мощности (см. таблицу). Такой расчет для рассматриваемых систем дает значения от  $0,6 \times 10^{16}$  до  $15 \times 10^{16}$  ккал. Это огромные цифры. Для сравнения можно указать, что равнозначные количества тепла могут быть вынесены на поверхность силикатным материалом с температурой  $1000^\circ$ , если объемы его будут составлять соответственно от 10 до  $250 \text{ км}^3$ . Следует отметить, что в пределах самих гидротермальных систем одновозрастные с ними массивы экструзий и отложения горячего пирокластического материала имеют значительно меньшие объемы.

Участие интрузивных тел в формировании гидротермальных систем. В настоящее время среди геологов весьма распространено традиционное убеждение, что гидротермальный процесс является следствием внедрения в верхние горизонты земной коры масс магматического материала. Поэтому его часто называют постмагматическим. Такая точка зрения должна, очевидно, основываться на доказательстве, что магматические тела могут служить главными поставщиками тепла и эндогенной воды в гидротермальные системы. При этом необходимо: во-первых, чтобы количество тепла, заключенного в магматических телах, существенно превышало количество тепла, вынесенного системами за продолжительное время (минимум 10 тыс. лет), а во-вторых, чтобы механизм теплопередачи обеспечивал питание систем теплом в соответствии с теми показателями, которые были рассмотрены выше.

В общем случае магма с температурой  $1000^\circ$ , имеющая теплоемкость  $0,2 \text{ ккал/кг-град}$ , скрытую теплоту плавления  $50 \text{ ккал/кг}$  и содержащая 5% воды, обладает общим теплосодержанием около  $300 \text{ ккал/кг}$ . При остывании от  $1000$  до  $250^\circ$  и полном выделении воды  $1 \text{ кг}$  магмы отдает  $250 \text{ ккал}$  тепла. Иными словами, в оптимальных условиях  $1 \text{ кг}$  тысячеградусной водосодержащей магмы обеспечивает нагрев  $1 \text{ кг}$  воды до  $250^\circ$  (считая начальную температуру воды близкой к нулю). Если, используя эти данные, рассчитать объемы магматических тел, могущие обеспечивать теплом в течение 10 тыс. лет гидротермы, сведения о которых помещены в таблице, получатся следующие величины: для Торфаёкул —  $250 \text{ км}^3$ , для Вайракей, Вайотапу и Долины Гейзеров — около  $50 \text{ км}^3$ , и, наконец, для Паужетки —  $10 \text{ км}^3$ . Эти объемы фактически должны быть удвоены, поскольку современный процесс далек от затухания и, кроме того, остался неучтенным огромный запас тепла, заключенный в сплошь прогретых недрах гидротермальных систем.

Глубоким бурением на геотермальных месторождениях пока еще нигде не выявлены горячие интрузивные тела. Кроме того, структурный анализ гидротермальных систем в ряде случаев не дает оснований говорить о внедрении магматических тел таких объемов до относительно малых глубин. Но главное препятствие при подобных построениях заключается в том, что оказывается невозможным подыскать подходящий механизм передачи тепла от интрузии к подземным водам. Так, по схеме кондуктивной теплопередачи, если принять температуру интрузии за  $1000^\circ$ , а нагреваемых ею вод за  $250^\circ$ , то температурный перепад составит около  $750^\circ$ . Для того чтобы обеспечить питание гидротермальной системы теплом с интенсивностью  $1000 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ , или  $100 \times 10^{-6} \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ , необходимо, чтобы проводящий слой ( $H$ ) между основанием системы и тысячеградусными температурами имел мощность не более  $450 \text{ м}$  (считая теплопроводность пород  $K$  равной  $0,006 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{град} \cdot \text{сек}$ ) (рис. 2).

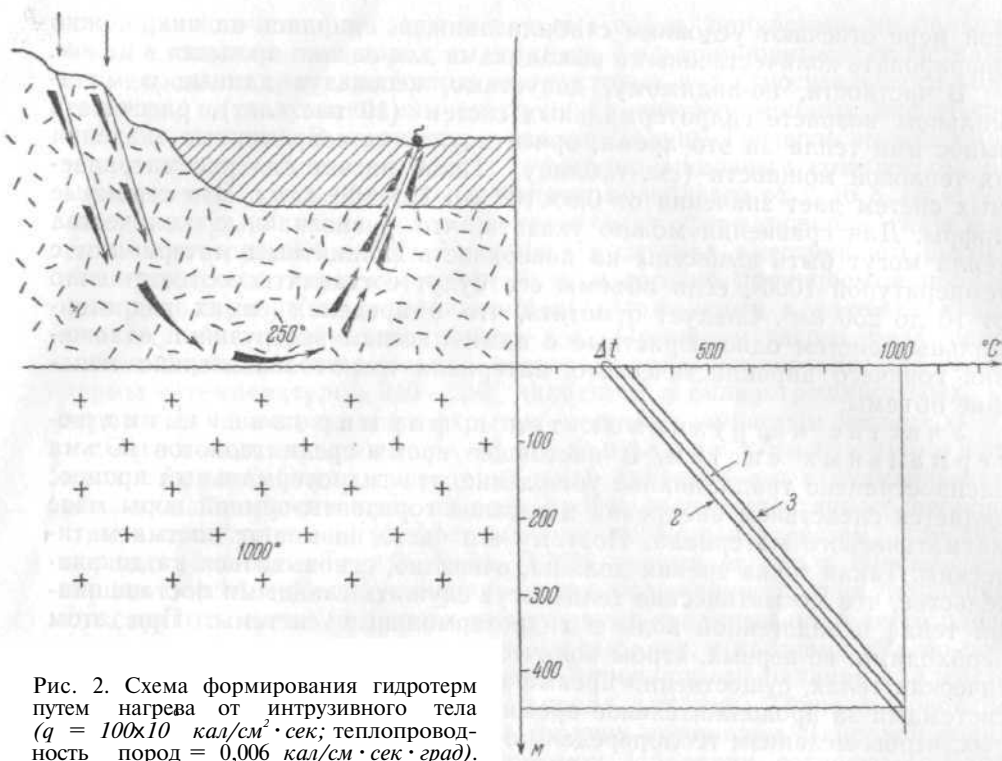


Рис. 2. Схема формирования гидротерм путем нагрева от интрузивного тела ( $q = 100 \times 10$  кал/см<sup>2</sup> · сек; теплопроводность пород = 0,006 кал/см · сек · град).

1 — распределение температур в проводящем слое в настоящее время; 2 — то же через 100 лет; 3 — то же сто лет назад;  $\Delta t = 30^\circ$

Это следует из расчета по известной формуле теплового потока

$$q = K \frac{t_2 - t_1}{H}$$

Однако сохранение указанного теплового потока во времени возможна только при очень интенсивном отборе тепла. Это неизбежно вызовет падение температур в проводящем слое и, как следствие, в гидротермальной системе, причем спад будет очень быстрым. Как показывают расчеты, отраженные на рис. 2, через 100 лет температура, при выбранных выше условиях, снизится не менее чем на  $30^\circ$ , т. е. на 12%. Такие темпы совершенно не согласуются с теми медленными температурными изменениями, измеряемыми долями процента за столетие, которые свойственны гидротермальным системам.

Рассмотренный механизм теплопередачи может действовать с достаточной эффективностью только десятки и первые сотни лет. Он находит яркое выражение в действующих вулканах, особенно на экструзивных куполах, образовавшихся совсем недавно. Фумарольная деятельность, приуроченная к таким куполам, обнаруживает обычно отчетливые признаки угасания уже в течение нескольких лет. Применительно к гидротермальным системам с модулями питания теплом от 500 до 2500 ккал/км<sup>2</sup> · сек, выдерживающимися длительное время, значение этого механизма нельзя признать сколько-нибудь существенным.

В настоящее время среди специалистов, изучающих месторождения перегретых вод, получила широкое признание другая концепция, согласно которой тепловое питание гидротермальных систем осуществляется при помощи эндогенного, или, как его иногда называют, «геотермального»

ного» пара (Mazzoni, 1950; Banwell a. oth., 1957; White, 1957). Такой механизм представляется нам наиболее эффективным. С позиций рассматриваемой концепции формирование гидротерм происходит в результате смешения эндогенного пара с инфильтрационными водами в рамках конкретных гидрогеологических структур. Теплосодержание пара в диапазоне температур от 400 до 1000° можно принять в среднем 800 ккал/кг. Полагая, что основная масса тепла приносится в систему паром, можно, зная тепловую мощность системы, оценить в первом приближении долю поступающей в нее эндогенной воды, а по модулям теплового питания — количество пара, проходящего через 1 км<sup>2</sup> термоаномалии в единицу времени. Такие расчеты показывают, что в высокотемпературных системах типа Вайракей — Долина Гейзеров доля эндогенной воды достигает 25%, а средние показатели «пропаривания» находятся в пределах 1—3 кг/км<sup>2</sup>·сек.

Следует отметить, что в условиях высоких давлений, т. е. в глубоких зонах термоаномалий, эндогенный пар по своему физическому состоянию весьма близок к жидкости, так как плотность его близка к единице. Это, по сути дела, очень горячий минерализованный и газонасыщенный водный раствор — флюид. Термин «пар» в этом случае сохраняет свое значение только в термодинамическом смысле этого слова.

Изложенная концепция получила практическое подтверждение в ходе эксплуатации месторождения Вайракей. Отбор большого количества пароводяной смеси из скважин в течение 1951 — 1958 гг. повлек за собой существенное понижение уровня перегретых вод. Это вызвало подтягивание к участку эксплуатации пара из соседних районов, находящихся в пределах той же термоаномалии. В результате среднее теплосодержание водных масс в системе Вайракей повысилось с 245 ккал/кг в 1951 г. до 305 ккал/кг в 1958 г. (Fisher, 1964).

Вопрос о происхождении термоаномалий сводится, таким образом, к выявлению источников эндогенной воды. Он подвергается всестороннему обсуждению, однако большинство построений, как правило, не выходит из рамок классической схемы: в качестве генератора водного флюида принимается водосодержащая магма, попавшая в верхние горизонты и отделяющая воду в условиях относительно низкого давления. Учитывая, что, по имеющимся представлениям, отделение воды не превышает в среднем 5% общей массы магмы, объемы магматических тел, питающих гидротермальные системы паром, должны быть поистине колоссальными. Ведя расчет так же, как и при обсуждении предыдущей схемы, получим для Торфаёкул 1500 км<sup>3</sup> магмы, для Долины Гейзеров, Вайракей и Вайотапу — от 270 до 390 км<sup>3</sup> и для Паужетки — 60 км<sup>3</sup>.

При таких огромных объемах магматических тел в условиях низкого давления могут находиться только верхние их части, и только они, очевидно, и могут быть активными в отношении отделения воды. Внутренние же части больших интрузивов не могут принимать активное участие в отделении летучих. Банвелл (1957), пытаясь устранить это препятствие в построениях, предлагает рассматривать магматические тела, находящиеся в верхних горизонтах земной коры как часть конвекционной магматической системы, уходящей своими корнями очень глубоко и непрерывно получающей свежий материал. Разумеется, такая гипотеза должна быть специально обоснована; однако независимо от ее справедливости попытаемся, на основании имеющихся данные, хотя бы грубо оценить величину давления, при котором должна отделяться вода от магмы в существующих условиях, и саму возможность этого процесса.

Выше указывалось, что показатели для теплового потока в пределах термоаномалий в десятки и даже сотни раз превышают средние показатели для Земли. В таких условиях восходящее движение флюида сопровождается относительно, небольшими теплотерями. По расчету



они не превышают 10% общего потока тепла в термоаномалиях и относятся, естественно, к их краевым частям. Следовательно, движение пара в центральных частях термоаномалий при установившемся режиме Происходит в условиях, близких к адиабатическим. Это дает возможность применить формулу

$$T_0 - T = T_0 \left[ 1 - \left( \frac{P}{P_0} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \right],$$

связывающую начальное и конечное состояния водяного пара. В этой формуле  $T_0$  и  $P_0$  — начальные параметры (обстановка отделения пара от магмы),  $T$  и  $P$  — конечные параметры (обстановка у основания гидротермальных систем).

Как уже говорилось, температура у основания гидротермальных систем не превышает  $400^\circ$  на глубине 3 км, что соответствует приблизительно 300 *атм.* Если эти данные выбрать в качестве конечных параметров, то давление, при котором вода должна отделяться от магмы, будет определяться ее температурой, равной в момент отделения температуре магмы. Полагая, что температура гранитной магмы в земной коре может находиться в диапазоне от  $600$  до  $1000^\circ$ , получим давление от 900 до 3900 *атм.* Но при таких давлениях, как следует из экспериментальных данных (Хитаров, 1963), гранитная магма может удерживать воду в количестве от 3 до 7 вес. %. Иными словами, рассчитывать на отделение воды от магмы в количестве 5% от ее массы совершенно не приходится, и сама возможность такого процесса в рассмотренных условиях крайне незначительна. Отделение воды от магмы при высоких давлениях возможно только в том случае, если магма пересыщена водой или, что вероятнее, если через магматическое тело идет фильтрация водного флюида.

Все вместе взятое заставляет весьма критически относиться к представлениям о ведущей роли магматических тел в гидротермальном процессе. Корни молодых экстрезий, равно как и гипотетические интрузивные тела, нельзя считать источниками мощной и длительной гидротермальной деятельности. Формирование рассмотренных термоаномалий в земной коре обусловлено восходящим потоком горячего флюида, генерация которого, в общем случае, не связана с находящимися здесь магматическими телами, а является следствием самостоятельного глубинного процесса. Магматические тела, внедрившиеся в гидротермальные системы, могут оказывать на них активное влияние сравнительно непродолжительное время. В недрах термоаномалий они, по-видимому, ограничиваются пассивной ролью «флюидопроводников» (определение Г. Л. Пospelova, 1963).

Что же касается вулканических аппаратов, то здесь магма подходит непосредственно к поверхности и, если она является водосодержащей, неизбежно должна дегазироваться. Как следствие возникает мощная и очень концентрированная фумарольная деятельность, продолжительность которой поддерживается поступлением в результате извержений свежих порций водосодержащей магмы.

Гидротермальная деятельность и «кислый вулканизм». В общем тепловом балансе вулканических областей гидротермальная деятельность занимает подчиненное положение (Поляк, 1964). С этой точки зрения ее следует считать производной вулканизма. Однако в конкретных районах своего проявления гидротермальная деятельность обнаруживает энергетический эффект, не уступающий собственно вулканическим явлениям, в частности — явлениям кислого вулканизма. Поскольку эти процессы приурочены к общей территории и протекают в рамках одного и того же времени, можно заключить, что между ними имеется парагенетическая связь. В таком случае естественно предполо-

жить, что некоторые показатели, свойственные гидротермальному процессу, характеризуют в известной мере и процессы кислого вулканизма. Это относится, в частности, к величине теплового потока на термоаномалиях и к термическому состоянию их недр. Следующий пример подтверждает это положение.

Банвелл (1957) специально останавливался на двух извержениях в районе оз. Таупо, происходивших 1700 и 3000 лет назад и давших по  $10 \text{ км}^3$  пеплового материала. Он заключает, что современная спокойная деятельность горячих источников, гейзеров и фумарол в этом районе может быть лишь отдельной фазой целого цикла, в течение которой накапливался горячий материал для создания следующей ступени извержения. Действительно, количество тепла, вынесенное пепловым материалом за одно извержение, если принять его среднюю температуру за  $800^\circ$  и среднюю плотность за  $1,5 \text{ г/см}^3$ , составляет  $3 \times 10^{15} \text{ ккал}$ , в то время как гидротермы района за 1500 лет выносят около  $6,7 \times 10^{15} \text{ ккал}$ . Таким образом, если из общей величины теплового потока в пределах рассмотренной термоаномалии аккумулируется около 30% тепла, то этого уже достаточно для накопления горячего материала в указанных масштабах.

Примерно такие же соотношения получаются при сравнении масштабов гидротермальной деятельности и явлений кислого вулканизма в пределах всей зоны Таупо за четвертичный период (1 млн. лет). Общий объем четвертичных вулканогенных фаций достигает здесь, по данным Хили (1964), 4 тыс. куб. миль. Этот объем может быть достигнут, если в пределах всей зоны происходила аккумуляция тепла, сопровождавшаяся плавлением пород, равная в среднем 200—300 тыс. ккал/сек. Для сравнения укажем, что в этой зоне только четыре гидротермальные системы (Вайракей, Таупо, Ротокава и Вайотапу) выносят ежесекундно (Banwell, 1963).

С этих позиций следует рассмотреть вопрос о том, не может ли главный эндогенный агент гидротермального процесса — водный флюид — обусловить такую термическую обстановку в верхних горизонтах земной коры, чтобы могли осуществиться и явления кислого вулканизма. Фактических данных о начальной температуре флюида не имеется. Можно лишь предполагать, что в вулканических областях она, вероятно, приближается к  $1000\text{--}1200^\circ$ , т. е. к температурному уровню андезито-базальтового вулканизма. В этом случае ориентировочные расчеты по формуле адиабатического расширения пара позволяют ответить на поставленный вопрос утвердительно. Согласно графику, построенному для некоторых усредненных условий (рис. 3), в недрах термоаномалий на глубинах 5,5—10 км температуры должны достигать  $600\text{--}800^\circ$ , что обусловлено восходящим флюидом. В зависимости от геологической обстановки указанный диапазон глубин может изменяться как в боль-

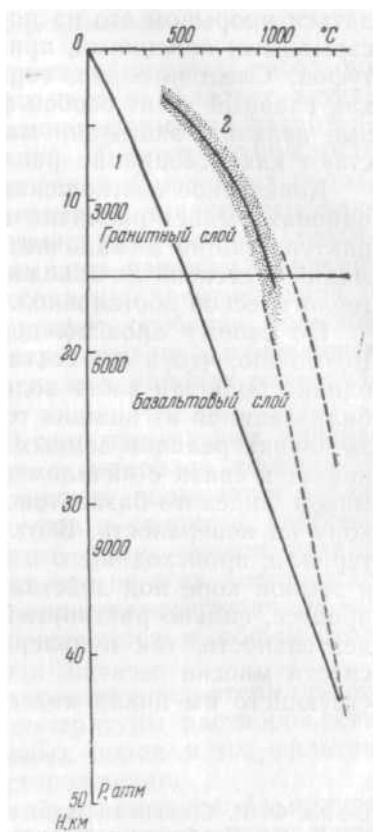


Рис. 3. Температура в недрах термоаномалий.

1 — температура в вулканических областях в условиях фоновых значений теплового потока; 2 — температура в недрах термоаномалий

шую, так и в меньшую стороны. При таких параметрах, как следует из большого числа экспериментальных данных, в условиях благоприятной обводненности должно происходить расплавление отдельных участков в «гранитном» слое. Расплавление силикатного материала на небольших глубинах может, кроме образования интрузивных тел, сопровождаться прорывом его на поверхность, образованием экструзий, а также взрывными явлениями, приводящими к образованию пемз и спекшихся туфов. Следовательно, горячий водный флюид можно рассматривать как главный агент особой формы вулканизма, в рамках которой взрывные явления, экструзии магмы и гидротермальная деятельность представляют как ассоциации различных проявлений одного процесса.

Конкретное соотношение между масштабами этих явлений в разных районах бывает различным. Оно зависит от строения земной коры, характера фаций в осадочном чехле, тектонического положения термоаномалий и степени их обводненности, т. е., в конечном счете, определяется геологической обстановкой.

По своему происхождению флюид вряд ли является моногенным. Возможно, что в его составе принимает участие и ювенильная вода; однако большая часть воды является, вероятно, «возрожденной» и мобилизованной из нижних горизонтов земной коры. Это своего рода обязательная реакция земных недр на тот тепловой импульс, который возникает в связи с началом вулканической деятельности, когда огромные массы андезито-базальтового материала прорываются через земную кору на поверхность. В отличие от прорыва андезито-базальтового материала, происходящего в сжатые сроки, формирование термоаномалий в земной коре под действием восходящего флюида представляет собой процесс, сильно растянутый во времени. Поэтому как гидротермальная деятельность, так и явления кислого вулканизма получают развитие спустя многие десятки, а возможно, и сотни тысяч лет после соответствующего им цикла андезито-базальтового вулканизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бойд Ф. Р. Спекшиеся туфы и потоки риолитового плато в Йеллоустонском парке. В сб.: «Проблемы палеовулканизма». Изд-во «Мир», 1963.
- Нехорошев А. С. Геотермические условия и тепловой поток вулкана Эбеко на острове Парамушир.— Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1960, № 29.
- Поляк Б. Г. К энергетической оценке вулканических явлений. В сб.: «Проблемы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1964.
- Поспелов Г. Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидо-проводников.— Геология и геофизика, 1963, № 3, 4.
- Хитаров Н. И. Вопросы эндогенных процессов в свете экспериментальных данных. 1963.
- Banwell C. J. Thermal energy from the Earth's crust.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1963, 6, № 1.
- Banwell C. J., Cooper E. R., Thompson E. K., McCree K. J. Physics of the New Zealand thermal area.— Bull. N. Z. Dept. Sci. and Industr., res., 1957, № 123.
- Barth T. F. W. Volcanic geology, hot springs and geisers of Island. 1950.
- Bodvarsson G. Physical characteristics of natural heat resources in Island. United Nations conference on new sources of energy. Rome, 1961.
- Fisher R. G. Geothermal heat flow at Wairakei during 1958.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1964, 7, № 1.
- Healy J. Volcanic mechanisms in the Taupo volcanic zone.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1964, 7, № 1.
- Mazzoni A. The Steam vents of Tuscany and the Larderello plant., 1950.
- Wiotapu geothermal field.— Bull. N. Z. Dept. Sci. and Industr. Res., 1963, N 155.
- White D. E. Thermal waters of volcanic origin.— Bull. Geol. Soc. America, 1957, 68.
- White D. E., Anderson E. T., Grubbs D. K. Geothermal brine well: mile-deep drill hole May Tap orebearing magmatic water and rocks undergoing metamorphism.— Science, March 8 1963, 139, № 3558.